https://doi.org/10.15407/gpimo2020.03.013

М.В. Козленко, кандидат геол. наук, старший науковий співробітник
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
03680, м. Київ, пр. Палладіна, 32
E-mail: marichakoko@gmail.com
Ю.В. Козленко, кандидат геол. наук, старший науковий співробітник
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
03680, м. Київ, пр. Палладіна, 32
E-mail: marichakoko@gmail.com

БУДОВА ЛІТОСФЕРИ, ТЕКТОНІКА ТА ЕВОЛЮЦІЯ СКІФСЬКОЇ ПЛИТИ ТА ПРИЛЕГЛИХ СТРУКТУР В ПЕРЕТИНІ ПРОФІЛЮ BS05-22 (ЗА ДАНИМИ 2-D ГУСТИННОГО МОДЕЛЮВАННЯ)

Побудовано густинну модель вздовж профілю Bs05-22, що дозволило виділити окремі блоки з різними параметрами земної кори. Консолідована кора Східно-Європейської платформи (СЄП) має "клавішну" структуру. Південна межа СЄП має явно розломний характер і падає на південь під кутом близько 83°.

Південно-Українська монокліналь (ПУМ) покриває фундамент не тільки СЄП, але й північної частини Скіфської плити (СП). Центральна частина блоку СП, перекритого ПУМ, характеризується максимальною потужністю складчасто-метаморфічної основи. Осьова частина Каркінітського прогину (КП) має характерну для рифтогенів будову. Рифт практично однобічний з шириною розсуву 6,5 км. Південний схил КП розвивався в результаті обвалення поверхні за механізмом пландж-принципу. Границя між Каркінітським прогином і Каламітським валом (КВ) чітко визначається по Сулинсько-Тарханкутському розлому. Ядром КВ слугує досить потужне тіло лінзоподібної форми з густиною, відповідною до таврійської серії Гірського Криму. Між КП і Крайовою ступенню виділяється вузька перехідна зона. Південна окраїна Скіфської плити являє собою перехідну до Західно-Чорноморської западини (ЗЧЗ) зону шириною 25 км. Моделюванням встановлено простягання "гранодіоритового" шару вглиб ЗЧЗ на 100 км.

Товщина кори в межах СЄП становить 44,0 км, на Скіфській плиті — в межах ЮУМ в середньому 42,5, 37,0 км під КП та 33,0 км під КС, в Західно-Чорноморській западині — 28,7 км під верхньокрейдовим континентальним підніжжям і 21,5 км на південному краю профілю.

У підібраній моделі щільність тектонічних порушень на СЄП становить 0,05, на СП — 0,14 на 1,0 км. Вертикальні зрушення блоків кристалічної кори на СП досягають 5,5 км, що майже в три рази більше, ніж на південному фланзі СЄП. Більшість диз'юнктивів в перетині профілю вертикальні і мають транскорове закладення.

Цитування: Козленко М.В., Козленко Ю.В. Будова літосфери, тектоніка та еволюція Скіфської плити та прилеглих структур в перетині профілю Bs05-22 (за даними 2-d густинного моделювання). *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2020. 16, № 3: 13—29. https://doi.org/10.15407/gpimo2020.03.013

Отримана в результаті моделювання будова земної кори дозволила зробити деякі висновки щодо мезо-кайнозойської еволюції досліджуваного регіону в перетині профілю. На південному краї СЄП в піздньокіммерійскую епоху тектогенезу відбулася активізація, в альпійську фазу ця структура в цілому була пасивною. По всій Скіфської плиті спостерігаються прояви кіммерійської епохи: в межах валу починаючи з ранньої фази, а в прогині і на Крайовий ступені — з пізньої. Періоди активізації на КП і КВ простежуються до савської, а на ступені — до волоської фази альпійського тектогенезу включно.

Ключові слова: *Чорне море, Скіфська плита, густинне моделювання, будова літосфери, розломна тектоніка.*

Вступ

Ця робота продовжує вивчення густинної структури центральної частини північно-західного шельфу Чорного моря та прилеглої до нього області Західно-Чорноморської западини. Попередніми дослідженнями було виконано гравітаційне моделювання за трьома перетинам — субмеридіональним, субширотним і діагональним (ПдЗ-ПнС) [9, 10]. Щоб отримати більш об'ємну картину будови земної кори цього регіону, була побудована густинна модель, яка перетинає основні тектонічні структури досліджуваної акваторії в напрямку ПнЗ-ПдС.

Основою для моделі слугував сейсмічний профіль Bs05-22, виконаний в 2005 р. компанією "Polar Trade and Research Associates Ltd", який перетинає три пробурені свердловини — Прадніпровська-2, Флангова-2 і Штормова-6 (рис. 1). Це дало можливість при побудові швидкісного розрізу скорелювати сейсмічні дані зі стратиграфічними дослідженнями.

Методика застосованого моделювання детально викладена в [8]. Гіпсометрія осадових шарів в моделі задавалася згідно [1, 15, 18], границі тіл в кристалічній корі підбиралися під аномалії поля сили тяжіння у вільному повітрі, значення яких визначені по електронній карті, побудованій авторами на основі даних ДГП "Одесморгео". У місцях перетину розрізу з іншими профілями (ГСЗ №№ 25 і 26, МВХ ЗГТ №№ 568408 і 598506) будова літосфери узгоджувалася з раніше розрахованими гравітаційними моделями. Підбір моделі під спостережене поле сили тяжіння проводився з кроком 5 км в ітераційному режимі, доки різниця між спостереженим і модельним полем не стала менше $\pm$ 5 мГал. Така точність розрахунків дає досить надійне уявлення про реальну структуру земної кори району робіт і дозволяє впевнено судити про регіональні особливості будови літосфери.

Результати моделювання

Отримана модель відображає складну розломно-блокову структуру досліджуваного регіону (рис. 2). За типом земної кори розріз поділяється на три мегаблоки — Східно-Європейську платформу (СЄП), Скіфську плиту (СП) і Західно-Чорноморську западину (ЗЧЗ).

Північна частина профілю до ПК 58 відноситься до південної межі СЄП, що має типово континентальну кору, яка складається з трьох кристалічних шарів — "граніти" (гранітно-метаморфічні породи), "діорити" і "габро" загальною потужністю понад 40 км. Вони перекриті мезо-кайнозойським осадовим чохлом, товщина якого збільшується з півночі на південь в два рази (з 1,25 до 2,5 км).

СЄП в перетині профілю поділяється на чотири блоки. Вони відокремлюються докайнозойськими транскоровими розломами, по яких вертикальні зру-

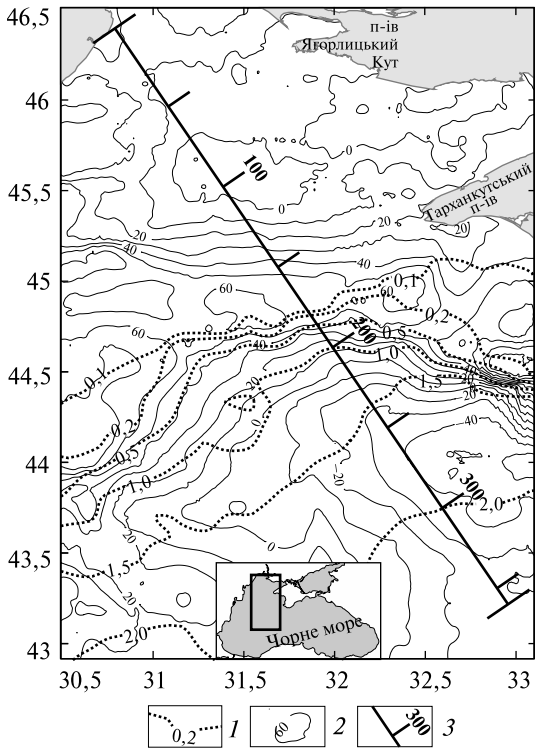

Рис. 1. Поєднані схеми батиметрії дна (*1*, км) і аномалії поля сили тяжіння у вільному повітрі (*2*, мГал) з місцем розташування профілю, що інтерпретується (*3*). На врізці показано розташування району досліджень

шення сформували "клавішну" структуру з попеременно піднятими і зануреними ділянками. Потужність шарів "гранітів" і "габро" на кожній дільниці різна, тоді як товщина "діоритового" шару витримана за простяганням. Крім того, ці блоки різняться і за особливостями мезозойського осадоутворення. В межах "берегового" (ПК — 50—0) відсутні відклади нижньої крейди. "Прибережний" (ПК 0—19) відрізняється максимальною потужністю нижньокрейдових осадів і мінімальною верхньокрейдових. Третя ділянка (ПК 19—50), яка в структурному відношенні відповідає східній центриклінали Криловського прогину, характеризується наявністю грабеноподібного заглиблення по поверхні фундаменту, заповненого юрскими осадами і перекритого як нижньо-, так і верхньокрейдовими відкладами. На південній ділянці (ПК 50—58) юрських осадів не визначено, а крейда представлена обома епохами. Цей блок характеризується різким підвищенням глибин залягання границь шарів кристалічної кори і поверхні мантії. Така будова дозволяє припустити, що в морфоструктурному відношенні даний відрізок профілю відповідає периклінали Одеського валу. В осадовому чохлі палеоген-четвертинного віку чотири зазначені ділянки не виділяються. Кайнозойські шари перекривають структурні неоднорідності, що лежать нижче, формуючи північну частину Південно-Української моноклиналі (ПУМ). Південна границя СЄП має явно розломний характер і падає на південь під кутом близько 83°.

Скіфська плита має субконтинентальний тип кори, що складається з тришарового кристалічного фундаменту, перекритого досить потужним (до 10,5 км) чохлом мезо-кайнозойських відкладів. Осадові горизонти не витримані по простяганню, місцями виклинюються та розбиті численними розломами. Нижній шар консолідованої частини земної кори має значення густини таке ж, що і на платформі, і породи, що його складають, визначаються як "габро". Середня товща за величиною відповідає "гранодіоритам", а верхня являє собою метаморфічні утворення герцинського етапу формування СП.

По підошві крейдових відкладів Скіфська плита поділяється на чотири морфоструктурні одиниці — південну частину Південно-Української моноклиналі, Каркінітський прогин (КП), Каламітський вал (КВ) та Крайову ступінь (КС) (або за термінологією ДГП "Укргеофізика" — прогин Дворянина). Перші три струк-

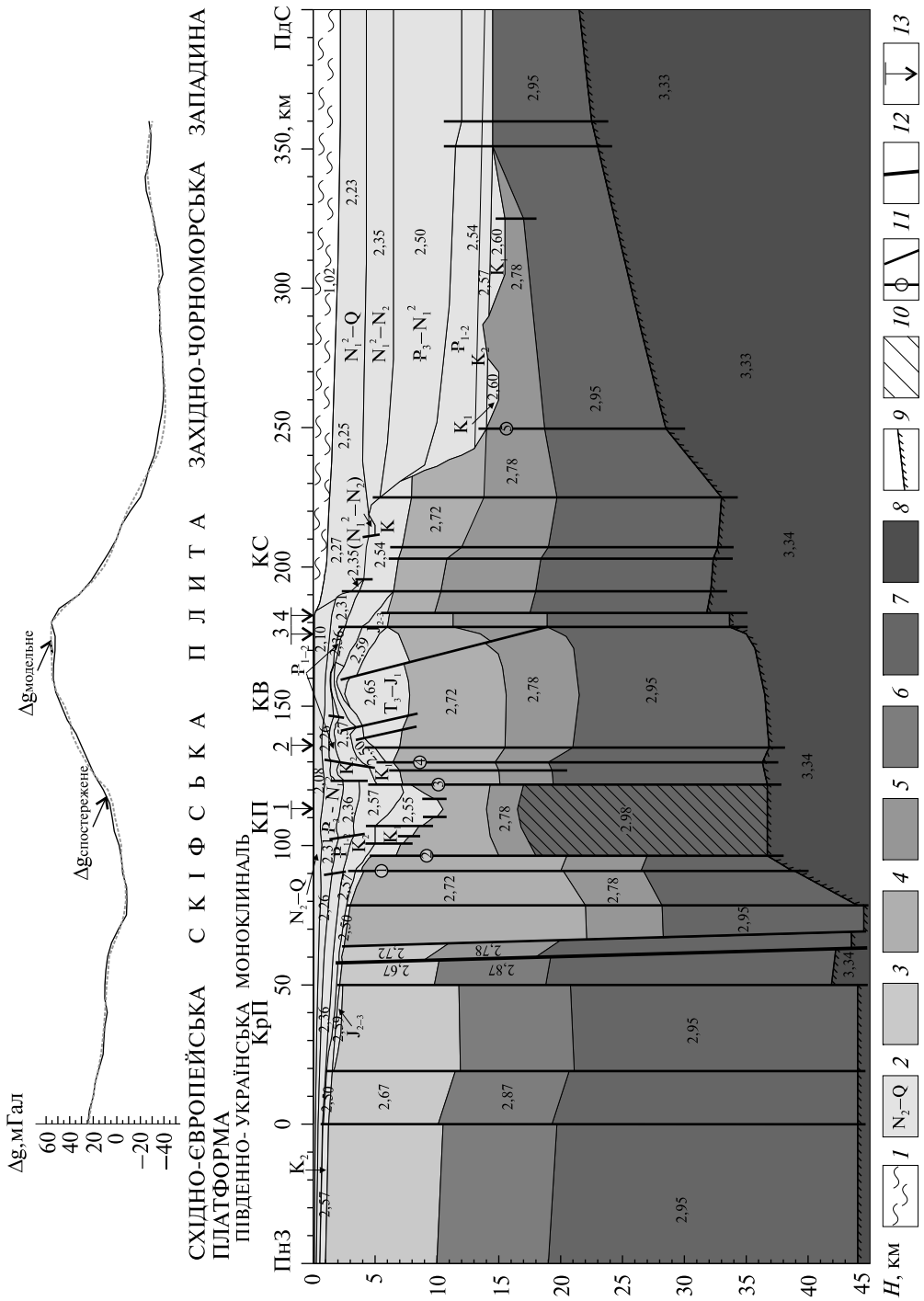
Δg,мГал
60
40
20
0
−20
−40
Δgмодельне
Δgспостереження
СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКА СКІФСЬКА ПЛИТА ЗАХІДНО-ЧОРНОМОРСЬКА ЗАПАДИНА
ПЛАТФОРМА
ПІВДЕННО-УКРАЇНСЬКА МОНОКЛИНАЛЬ
ПнЗ
КрП
КП
КВ
КС
ПдС
0
50
100
150
200
250
300
350, км
H, км
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Рис. 2. Аномалії гравітаційного поля і двовимірна густинна модель поздовж профілю Bs05-22 (значення густини в г/см^3): *1* — вода, *2* — середній міоцен-голоцен (N_1^2—Q), *3* — пліоцен-голоцен (N_2—Q), *4* — середній міоцен-пліоцен (N_1^2—N_2), *5* — майкопська свита (P_3—N_1^2), *6* — палеоцен-еоцен (P_{1-2}), *7* — верхня крейда (K_2), *8* — нижня крейда (K_1), *9* — крейда (K), *10* — доггер-мальм (J_{2-3}), 11 — тріас-юра (T_3—J_1), 12 — "граніти" (гранітно-метаморфічний шар), *13* — "діорити", *14* — складчасто-метаморфічна основа Скіфської плити; *15* — "гранодіорити", *16* — "габро", *17* — верхня мантія, *18* — підошва кори, *19* — блок підвищеної густини, *20* — розломи: *1* — Північно-Голіцинський, *2* — Південно-Голіцинський, *3* — Михайлівський, *4* — Сулинсько-Тарханкутський, *5* — Північно-Евксинський, *21* — перетин з профілями: 1 — ГСЗ № 26, 2 — МВХ ЗГТ № 568408, 3 — ГСЗ № 25, 4 — МВХ ЗГТ № 598506.
Структури в межах Східно-Європейської платформи: КрП — Криловський прогин; в межах Скіфської плити: КП — Каркінітський прогин, КВ — Каламітський вал, КС — Крайова ступінь

тури розташовані в межах шельфу, а ступінь — під північним континентальним схилом Чорного моря до глибин близько 1400 м.

Блок Скіфської плити, перекритий ПУМ, в перетині профілю займає відрізок ПК 58—91 і простягається до Північно-Голіцинського розлому. Осадовий чохол в його межах представлений шарами від нижньокрейдового до четвертинного. Загальна потужність відкладів збільшується на південь з 2,35 до 4,1 км. Транскорові розломи ділять цей блок на три відрізка, в яких параметри консолідованої кори помітно відрізняються. Центральний відноситься до зони розломів, що обмежують Одеський авлакоген, і має максимальну для всієї СП потужність складчасто- метаморфічної основи (в 2,5—5 разів більше, ніж для інших ділянок Скіфської плити) і глибину залягання поверхні мантії. Положення границь шарів фундаменту — горизонтальне. У сусідніх з ним ділянках ці поверхні нахилені до центрального, але будова кристалічної кори по обидві сторони від авлакогена різко вірізняється. У північному, в порівнянні з південним, товщина герцинської основи приблизно в два рази менша, а шару "габро" — два рази більша і співмірна з СЄП. Від центру блоку в південному напрямку підошва кори піднімається з 44,5 до 39,0 км.

Каркінітський прогин (ПК 91—130) обмежений з півночі Північно-Голіцинським, а з півдня Сулинсько-Тарханкутським розломами. Осадовий чохол представлений відкладами від ранньокрейдових до четвертинних. За будовою земної кори цей блок поділяється на три ділянки Південно-Голіцинським (ПК 96) і Михайлівським (ПК 122) розломами.

У межах північного крила прогину (між Північно- і Південно-Голіцинським розломами) границі в земній корі нахилені з півночі на південь, на відміну від поверхні мантії, яка в цьому напрямку піднімається. Від інших ділянок КП ця ділянка відрізняється підвищеною потужністю верхнього і зниженою нижнього шару кристалічної кори і мінімальною товщиною нижньокрейдових відкладів.

Центральна частина прогину характеризується специфічною будовою земної кори — осадовий чохол досягає максимальної в межах Скіфської плити потужності 10,5 км. Поверхня фундаменту ускладнена численними розломами, частина з яких простежується вгору за розрізом. Товщина метаморфічної основи змінюється від 8,3 км на північному краю ділянки до 3,5 км в осьовій зоні та 6,1 км на південному. "Гранодіоритовий" шар приблизно в 2,5 рази тонше, ніж у сусідніх блоках, а товща "габро", відповідно, потужніше і відрізняється підвищеною густиною. Така будова літосфе-

ри — ущільнене тіло в підошві кори, над яким відмічається просідання поверхні консолідованого фундаменту, є характерним для рифтогенів. Поверхня мантії під центральною частиною Каркінітського прогину залягає горизонтально на глибині 36,7 км.

Південне крило КП відрізняється узгодженим підйомом з півночі на південь границь земної кори від поверхні мантії до підошви верхньокрейдових відкладів включно. Палеоцен-еоценові осади формують антиклінальну структуру. По Михайлівському розлому фіксується вертикальне зміщення трьох нижніх шарів осадового чохла, амплітуда якого вгору по розрізу послідовно зменшується — 1,9; 1,5 і 0,65 км відповідно. Розломи осадового чохла мають корове закладення.

Границю між Каркинітським прогином і Каламітським валом за сейсмічними даними визначити практично неможливо, тоді як в густинній моделі вона чітко визначається по Сулинсько-Тарханкутському розлому. Границі в кристалічній корі під південним бортом КП конформні підошві крейдових відкладів і мають північне падіння, тоді як під північним схилом КВ — вони антиформні та нахилені на південь.

Північний схил КВ перекритий п'ятьма стратиграфічними комплексами від нижньокрейдового до четвертинного. Більш ранні відклади на цій ділянці профілю сейсмічними дослідженнями достовірно не зафіксовані. Гребінь валу характеризується мінімальною товщиною палеоцен-еоценового горизонту і наявністю осадово-вулканогенної середньо-верхньоюрської товщі, яка збільшується за потужністю в середній частині південного схилу валу і виклинюється у його підніжжі. Ядром Каламітського валу, за даними гравітаційного моделювання, слугує досить потужне тіло лінзоподібної форми, густина якого відповідає значенням ρ порід таврійської серії Гірського Криму.

Південніше Каламітського валу розташована Крайова ступінь. Традиційно межа між ними проводиться за морфологічними ознаками — в місці перегину підошви крейдових відкладів. У перетині профілю ця точка знаходиться на позначці ПК 191, де виклинюються відклади юри і майкопу, що може слугувати додатковим обґрунтуванням такого структурного поділу.

Крайова ступінь, на відміну від інших структур СП, характеризується досить згладженою поверхнею кристалічного фундаменту. В її межах кайнозойські відклади представлені фактично лише породами четвертинного віку. Виняток становлять дві локальні призми, виповнені відкладами неогену. Осади, що залягають нижче, за даними [1] відносяться до верхньої крейди, а за [18] — до нижньої. Тому в моделі в інтервалі ПК 165—232 для верхньомезозойського шару прийнята величина густини, що є середньою для обох крейдових епох.

За будовою осадового чохла розділ між Каламітським валом і Крайовою ступінню визначається на ПК 191, як було зазначено вище. Однак структура кристалічної кори вказує на те, що південною тектонічною границею КВ є розлом на ПК 178,5, у якому відмічається замикання тріасової лінзи і різкий підйом всіх границь консолідованого фундаменту. Зокрема, поверхня мантії підвищується під кутом майже 74°. На цей самий розлом з півночі виклинюються палеоцен-еоценові відклади валу. Північною межею КС виступає порушення на ПК 183,5, уздовж якого фіксується різкий підйом консолідованої кори і зменшення її потужності на 6,0 км. Тобто, між КВ і КС виділяється вузька п'ятикілометрова пе-

рехідна зона. Таким чином, вал виявляється вужче, а ступінь ширше, ніж це прийнято вважати на основі конфігурації осадів за сейсмічними даними.

Гіпсометрія границь шарів консолідованого фундаменту в цих трьох блоках різко відрізняється — в межах Каламітського валу ці поверхні залягають антиформно по відношенню до його гребеня, під перехідною зоною — горизонтальні, а під Крайовою ступінню занурюються в південному напрямку.

За будовою фундаменту КС можна розділити на два підблоки, в яких шари мають різні потужності і кути нахилу. Ці ділянки також розділені вузькою перехідною зоною з максимальними для ступені градієнтами зміни зазначених параметрів. Майже всі тектонічні порушення в межах ступені вертикальні і мають мантійне закладення, на відміну від валу, де більшість розломів нахилені з півночі на південь і не досягають підошви кори.

Південну границю Скіфської плити в перетині профілю за різними критеріями можна визначити в трьох місцях. По покрівлі фундаменту це ПК 232,5, де виклинюються крейдові осади Крайової ступені і починає різко заглиблюватися поверхня консолідованої кори і зменшуватися її потужність. Оскільки СП є епігерцинською платформною структурою, з формальної точки зору її південною границею потрібно вважати Північно-Евксінський розлом (ПК 250), до якого простежується герцинська метаморфічна основа. Однак в даному місці товщина кристалічної частини кори менше 15,0 км, тобто це вже не континентальна структура, а субокеанічна. За критерієм потужності фундаменту СП закінчується на ПК 225, де цей параметр ще зберігає субконтинентальне значення 25 км. Тут відбувається різкий перегин границь всіх шарів консолідованої кори, і в особливості поверхні мантії. Південніше товщина фундаменту зменшується. До того ж на цю точку з півдня виклинюється майкопська свита. Таким чином, можна зробити висновок, що на відміну від границі Скіфської плити з СЄП, яка визначається однозначно, маючи розломну природу, її південна околиця в перетині профілю не має чіткого структурно-тектонічного вираження, а являє собою перехідну до ЗЧЗ зону шириною 25 км.

Гравітаційне моделювання встановило, що товщина кори Скіфської плити складає близько 37,0 км під КП і 33,0 км під КС. Ці результати цілком узгоджуються з даними сейсморозвідки [19], за якими поверхня мантії в межах північно-західного шельфу Чорного моря залягає на глибині приблизно 35,0 км.

Західно-Чорноморська западина в перетині профілю підрозділяється на два блоки. Консолідована кора північного (ПК 250—350) відноситься до субокеанічного типу і складається з двох шарів, загальна потужність яких з півночі на південь зменшується з 14,5 до 8,5 км. Конфігурація верхнього, "гранодіоритового", шару вказує на процеси диференційованої денудації його поверхні і океанізації підошви. Осадовий чохол потужністю до 13,5 км представлений відкладами від нижньокрейдових до четвертинних включно. Поверхня мантії піднімається від 28,7 км на північному краю блоку до 23,0 км на південному. Довжина цього блоку в отриманій моделі (100,0 км) узгоджується з даними сейсміки [19], за якими простягання сегментів континентальної кори вглиб ЗЧЗ від її краю в болгаро-румунсько-українському секторі визначається в 80—110 км.

Південний блок складено типовою для океанічних структур консолідованою корою основного складу, товщина якої на краю профілю становить 7,0 км. Отриманий результат повністю відповідає даним сейсморозвідки [19].

Розломна тектоніка

У сейсмічному розрізі [18], на основі якого побудована густинна модель, розломи визначені тільки по контакту осадової товщі і кристалічного фундаменту. Однак на північно-західному шельфі Чорного моря іншими дослідниками виділені численні порушення як в осадах [6], так і в консолідованій корі [13].

У підібраній моделі різкі зміни глибини залягання контактів шарів кристалічної кори дозволяють виділити окремі блоки, границі яких мають явно розломну природу. В осадовому чохлі тектонічні порушення визначаються в основному за різкими перегинами поверхонь. У розподілі виділених в результаті моделювання розломів земної кори досліджуваного регіону можна простежити певні закономірності.

Південний фланг Східно-Європейської платформи характеризується наявністю всього 3 диз'юнктивів на 58,0 км. Таким чином, середня відстань між ними складає 19,33 км. Вертикальні зрушення блоків кристалічної кори по розломах максимально складають трохи більше 2,0 км. Всі порушення мають транскорове закладення і не простежуються в кайнозойських осадових шарах, крім одного, приуроченого до сучасної берегової лінії. Контакт СЄП і СП являє собою транскоровий розлом, що круто падає на південь.

Скіфська плита розбита розломами набагато інтенсивніше. Так, в межах цієї структури виділено 25 порушень на 180,0 км (середня відстань — 7,2 км), тобто щільність розривів суцільності земної кори більш ніж в два рази вище, ніж на краю СЄП. Слід зазначити, що найбільш тектонічно активним на СП є Каркінітський прогин (середня відстань між розломами — 4,88 км), найменш — Каламітський вал (8,67 км). Вертикальні зрушення блоків кристалічної кори по розломах досягають 5,5 км. Таким чином, амплітуда рухів на СП майже в три рази більше, ніж на південному фланзі СЄП. На Скіфській плиті розломи зафіксовані не тільки в кристалічному фундаменті, а й в осадовому чохлі аж до плейстоценової товщі.

На відміну від краю СЄП, на СП не всі порушення мають транскорове закладення. Так, подібних розломів не зафіксовано в межах центральної частини КП, що може пояснюватися пластичністю розігрітої мантійними флюїдами кори в рифтогенах. Також не досягають підошви кори діз'юнктиви центральної частини Каламітського валу. Велика їх частина складає групу приурочених до тріасової лінзи паралельних похилих розломів, що мають південне падіння.

Найменш порушена розломами наймолодша структура регіону — Західно-Чорноморська западина, що утворилася в пізньому мезозої. У цій частині профілю на 166,5 км впевнено вдалося виділити всього 4 порушення, три з яких мають мантійне закладення.

Історія розвитку досліджуваного регіону

Найбільш древнім утворенням району дослідження є Східно-Європейська платформа, яка сформувалася в архей-протерозойський час, більш молодим — епігерцинська Скіфська плита. У палеозої на її місці існував великий басейн, де накопичувалися осади, які в герцинський етап підвищеної тектоно-магматичної активності утворили складчасто-метаморфічну основу СП. За [2] в Карпато-Балканській області і на Великому Кавказі орогенний період охопив весь пізній

палеозой і початок тріасу. Одже, в середині тріасу СП, швидше за все, являла собою гористу місцевість з чергуванням піднять і прогинів.

Отримана в результаті моделювання будова земної кори дозволяє зробити наступні висновки щодо мезо-кайнозойської еволюції досліджуваного регіону в перетині профілю. На місці сучасного Каламітського валу існувала епігерцинська западина, в якій протягом T_2 — J_1 накопичилося понад 5,0 км відкладів, які надходили переважно з півдня. На це вказує те, що розташована на південь від валу Крайова ступінь по покрівлі фундаменту являє собою єдину структуру із згладженою поверхнею, тоді як її кристалічна кора підрозділяється на 6 ділянок з різною конфігурацією шарів. Отже, в зазначений час на південь від Каламітського валу знаходилась суша, поверхня якої піддавалася інтенсивній пенепленізації. Такий висновок узгоджується з думкою багатьох дослідників, зокрема [11] про те, що знесення теригенного матеріалу, що утворив таврійську свиту, імовірно відбувалося в основному з півдня, з гіпотетичного террейну, що розташовувався на місці сучасного Чорноморської улоговини.

У середній і пізній юрі, можливо, відбувалося здіймання поверхні на місці Каркінітського прогину на першому етапі рифтогенезу, що супроводжувалося поверхневим магматизмом. Це спричинило осушення північної частини тріасового басейну і зміщення на південь акваторії, в якій накопичилася вулканогенно-осадова товща потужністю до 1,5 км. Іншим районом відкладів J_{2-3} є інтервал профілю ПК 19—50, що відповідає центрикліналі Криловського прогину. Походження цієї структури не зовсім ясно. З одного боку, вона, можливо, є північною компенсаційною депресією Каркінітського здіймання, з іншого — може бути східним замиканням флішевого прогину в Придобруджі.

У ранній крейді тектонічна обстановка на Скіфській плиті різко змінилася. Виник великий морський басейн, який охопив не тільки всю СП, а й південну частину СЄП приблизно до сучасної берегової лінії. На північ від Південно-Голіцинського розлому, ймовірно, був шельф, про що свідчить досить рівномірні відклади осадів, що не перевищують за потужністю 0,6 км, причому максимальна товщина горизонту цього віку зафіксована на північ від Криловського прогину. Отже, центр локального прогинання змістився від цієї структури в бік СЄП.

Найбільш інтенсивне занурення відбувалося в інтервалі профілю ПК 96—142, в результаті чого сталося закладення Каркінітського прогину і формування північного схилу Каламітського валу. Судячи з потужності нижньокрейдового шару, в цей час розвивалися дві самостійні депресії, розділені в районі Михайлівського розлому (ПК 122) перемичкою, яка була перикліналью розташованого на схід від профілю Центрально-Михайлівського підняття. Товщина відкладів в цих субпрогинах істотно відрізняється — в північному накопичилося 4,1 км ранньокрейдових осадів, в південному — всього 2,3 км.

Північний субпрогин розташований між Південно-Голіцинським і Михайлівським розломами. Судячи з характеру тектонічних порушень покрівлі фундаменту, він являв собою рифтогенну структуру з типовою для таких утворень ступінчасто-скидовою поверхнею. Рифт був практично одностороннім — на північ від його центру зафіксовано 4 розломи, а на південь всього один. Південний субпрогин, виходячи з потужності нижньокрейдових відкладів, простягався від Михайлівського розлому до ПК 142, де приблизно посередині північного крила Каламітського валу існував невеликий виступ поверхні тріасової товщі. На його

місці в пізнішу епоху по розлому сталося просідання поверхні, в результаті чого утворилася локальна западина. Поверхня фундаменту південного субпрогину, на відміну від північного, досить згладжена, крім скиду по Сулинсько-Тарханкутському розлому, який існував, ймовірно, ще в тріасі.

Конфігурації поверхонь нижньокрейдового шару, а також різниця в його потужності по обидві сторони Михайлівського розлому дозволяють зробити висновок про механізм виникнення цих западин. З півночі від розлому процес надходження мантійної речовини, що почався в юрі, тривав у крейді, що призвело до розтягування земної кори, тобто північний субпрогин формувався в умовах рифтогенезу. В отриманій моделі ширина зони розсуву склала 6,5 км. За розрахунками [12] на профілі, розташованому на захід від досліджуваного, ця величина визначена в 4—5 км. Ці значення досить близькі, а їх різницю можна пояснити тим, що Каркінітський рифт згасає в західному напрямку.

На південь від Михайлівського розлому в ранній крейді вкорінення до фундаменту мантійної речовини закінчилося, і почалася його кристалізація. Таким чином, південний субпрогин розвивався в результаті обвалення поверхні за механізмом пландж-принципу.

У цей час на території ЗЧЗ, на думку більшості дослідників, існувала суша. Згідно сейсмічних даних [18] покладених в основу гравітаційної моделі, північна периферична зона цієї суші являла собою пересічену місцевість, в пониженнях якої (ПК 250—275 і 290—350) відкладалися осади неморського походження (алювіально-делювіальні).

У пізньому крейдовому періоді осади накопичуються по всьому району дослідження. В межах СЄП триває тенденція зсуву центру занурення на північ: в юрі — Криловський прогин (ПК 19—50), в ранній крейді — "прибережний" блок (ПК 0—19), в пізній — "береговий" (ПК –50—0).

В осьовій частині Каркінітського прогину, судячи з досить згладженої підошви пізньокрейдового шару, процес рифтогенезу закінчився і почалося просідання поверхні в результаті кристалізації вкоріненої мантійної речовини. Прогинання фундаменту, очевидно, відбувалося досить швидко, що призвело до обвалення центрального басейну майже на 2,0 км по Михайлівському розлому, в результаті чого в цьому місці виникла депресія, в якій відклалося більше 3,5 км осадів пізньої крейди, що є максимальним значенням для всього профілю. Далі на південь занурення фундаменту поступово зменшується. Так, між Михайлівським і Сулинсько-Тарханкутським розломами потужність верхньокрейдових відкладів становить 2,7 км, в нижній частині північного схилу Каламітського валу — 1,4 км, на його гребені — 0,25 км.

Осадонакопичення в Західно-Чорноморській западині в пізньому крейдяному періоді відбувалося рівномірно — для цієї структури відзначається приблизно однакова потужність верхньокрейдових відкладів (близько 0,9 км). Такий характер протікання процесу швидше за все був обумовлений не стільки просіданням самої ЗЧЗ, скільки загальною трансгресією моря в результаті пізньокрейдового сплеску тектонічної активності Землі, пов'язаного з розпадом Гондвани і закриттям палеоокеану Тетіс.

Оскільки серед сейсміків немає єдиної думки про належність крейдових відкладів в межах південного схилу Каламітського валу і Крайової ступені до ранньої або пізньої епохи, для цих структур хід еволюції відносять до крейдового періоду загалом.

Всього крейдових осадів біля північного підніжжя Каламітського валу накопичилося 4,35 км, біля південного — 2,8 км, тоді як на гребені — тільки 0,5 км. Характерна сочевицеподібна форма тіла, складеного тріасовими відкладами в основі КВ, утворилася в результаті просідання сусідніх з ним ділянок земної кори, що призвело до загинання донизу плечей тріасово-юрського осадового басейну.

В межах Крайової ступені занурення відбувалося менш інтенсивно, ніж у Каркінітському прогині. На це вказує різниця в потужності крейдового шару — до 7,0 км в КП і до 3,2 км на КС. Нахил на південь поверхні фундаменту КС на перший погляд може свідчити про вплив на цю структуру спадних рухів у Західно-Чорноморській западині. Однак, потужність крейдових відкладів у ЗЧЗ набагато менше, ніж в межах ступені, тобто процес просідання фундаменту КС був більш інтенсивним. Крім того, в крейдовий період Скіфську плиту і Чорноморську депресію розділяла суша, про що свідчить відсутність осадів цього віку в інтервалі профілю ПК 232—243. Таким чином, безсумнівно, що формування цих мегаструктур було обумовлено двома незалежними тектонічними імпульсами.

За даними МВХ ЗГТ [1] початок кайнозою ознаменувався початком формування Південно-Української моноклінали. Її південна частина занурювалася в два рази інтенсивніше, ніж північна, що пов'язано з поглибленням прилеглого з півдня Каркінітського прогину. Осьова частина прогину, обмежена з двох сторін розломами, продовжує просідати сильніше, ніж бічні частини, але, на відміну від попередніх епох, рівномірно — потужність відкладів палеоцен-еоцену в інтервалі профілю ПК 103—123 витримана за простяганням. Найменш схильним до загального опускання є Каламітський вал — в його апікальній частині за даними [18] відклади даного віку вкрай малопотужні, а згідно [1] — взагалі відсутні. Хоча в межах Крайової ступені осади $₽_{1-2}$ сейсмікою не зафіксовані, але на записах хвильового поля [1] південна межа цього шару (ПК 178) являє собою лінію розмиву. Таким чином, можна зробити висновок, що на початку кайнозою осадоутворення відбувалося на всій Скіфській плиті.

У Західно-Чорноморській западині накопичення осадів відбувалося значно активніше, ніж на СП — мінімальна товщина палеоцен-еоценового шару для першої з структур становить 1,7 км, тоді як максимальна для другої — тільки 1,4 км. Причому потужність осадів даного віку збільшується від центру улоговини до її північного краю, де їх товщина перевищує 3,6 км. Таким чином, на відміну від пізньої крейди, спостерігається диспропорція спадного руху на різних ділянках ЗЧЗ. Це може бути пов'язано з тим, що на цьому етапі розвитку в надрах структури починається кристалізація мантійного плюму і викликане цим просідання поверхні. Закономірно, що ці процеси, в результаті більш інтенсивного охолодження, починаються з периферичної зони.

Якщо в крейді і на початку палеогену Скіфська плита розвивалася як єдине ціле — зазнавала загальне занурення при різній амплітуді просідання поверхні окремих елементів, то на початку олігоцену відбувається структурно-тектонічна перебудова — відокремлюється Крайова ступінь.

Основна частина СП з прилеглою зоною СЄП продовжує занурюватися. Найбільша кількість накопичених в майкопі осадів, як і раніше, приурочена до осьової області Каркінітського прогину. Причому швидкість прогинання різко збільшується — потужність палеоцен-еоценових і майкопських осадів приблизно

однакова, в той час як тривалість першого часового відрізку майже в два рази більше, ніж другого. Каламітський вал, на відміну від попередніх епох, помітно опускається, причому нерівномірно — кількість осадів на його гребені і північному схилі в два з половиною рази менше, ніж на південному, де вона досягає приблизно тієї ж величини, що і в центрі прогину. Така тенденція накопичення осадів в межах валу прямо протилежна зафіксованого для відкладів крейдового періоду. По поверхні майкопських відкладів Каркінітський прогин і Каламітський вал вже не виділяються як морфоструктурні одиниці.

Крайова ступінь, навпаки, зазнає висхідних рухів, в результаті чого в її межах відбувається розмив палеоцен-еоценових і, можливо, частково крейдових відкладів. Підйом цього блоку вище рівня моря, ймовірно, був обумовлений наступним процесом — під дією прогресуючого навантаження осадового чохла і базифікованої кори ЗЧЗ з нижньої частини чорноморського діапіра в сторони видавлювалася ще не раскристалізована мантійна речовина, що діяла на сусідні ділянки як домкрат [7, 17]. На початку неогену, мабуть, в результаті охолодження інтрузії, що вкорінилася з області ЗЧЗ, края ступені починають опускатися, і область відсутності осадів зменшується з 53,0 км в палеоцен-еоцені до 34,0 км в майкопі.

У Західно-Чорноморській западині триває занурення поверхні і активне осадонакопичення. Але, на відміну від попередньої епохи, більше відкладів нагромаджується ближче до центру. Таким чином, на рубежі палеоген-неогену кристалізація охоплює і центральну частину чорноморського діапіру.

В кінці неогену морський режим існував на всій досліджуваній акваторії, крім центральної частини Крайової ступені. У межах сучасного шельфу верхній шар осадів віку середній міоцен-голоцен потовщується на південь і в районі його бровки досягає значення 1,4 км. Швидкість накопичення осадів у прибережній зоні в порівнянні з попереднім часовим інтервалом зменшилася в 1,5 рази, а над південним схилом Каламітського валу залишилася колишньою. В межах Крайової ступені верхньонеогенові осади накопичувалися в невеликих басейнах по краях цієї структури. Ширина суходолу в порівнянні з майкопом зменшилася більш ніж в два рази (до 15,0 км).

Глибоководна частина ЗЧЗ характеризується досить витриманою за простяганням товщею відкладів N_1^2—N_2 потужністю близько 2,3 км. В сторону Скіфської плити товщина цього шару зменшується вдвічі.

Четвертинний період відрізняється різким зануренням Крайової ступені — підошва шару сучасних осадів в межах цієї структури знаходиться більш ніж на 0,5 км нижче, ніж в ЗЧЗ. На КС зафіксовано 3,3 км відкладів квартеру, тоді як в глибоководній частині западини — всього 2,1 км. Таке інтенсивне опускання КС, з одного боку, може бути наслідком просідання земної кори під вагою сучасних відкладів, зумовленого підвищеною швидкістю накопичення осадів в області розвантаження палеорічок Дніпра, Дністра, Каланчака. З іншого боку, Крайова ступінь на сході межує з Альмінською западиною, яка на сучасному етапі розвитку також відчуває занурення, що явно не можна пов'язати з тиском осадів, що відкладаються. Можливо, ці дві структури, приурочені до південного краю СП, підпорядковуються єдиному неотектонічному імпульсу, і, таким чином, значне занурення поверхні Крайової ступені є причиною чималого акумулювання відкладів, а не його наслідком.

Періоди тектонічної активізації району досліджень

Виходячи з простежуваності розломів в осадових шарах отриманої моделі можна зробити наступні висновки щодо часів тектонічної активізації основних морфоструктур досліджуваного регіону в мезо-кайнозої.

На південному краю докембрійської Східно-Європейської платформи (ПК— 50—58), судячи з конфігурації юрсько-крейдових осадових шарів, в пізньокіммерійську епоху тектогенезу відбулася активізація древніх розломів. Оскільки кайнозойські осади перекривають всі виділені на цій ділянці профілю блоки рівномірно, можна вважати, що в альпійську епоху ця структура була пасивною. Виняток становить довгоживучий розлом на ПК 0, активність якого проявляється в ларамійску фазу.

По всій Скіфській плиті в перетині профілю спостерігаються ознаки активності, пов'язані з кіммерійською епохою тектогенезу.

Оскільки в основі Каламітського валу залягає лінза тріасових порід, очевидно, ця структура утворилася в кінці ранньокіммерійської фази, одночасно з Кримськими горами. Як відомо, складчасті структури, сформовані в цей час, простягаються від Добруджинського плато через Кримські гори на південний схил Великого Кавказу [3].

У пізньокіммерійську епоху тектонічна активність проявляється на всіх структурах СП, крім осьової частини КВ. На місці Каркінітського прогину відбуваються інтенсивні вертикальні зрушення, викликані вкоріненням в фундамент мантійної речовини на першому етапі рифтогенезу. Розломоутворення в цій стуктурі пов'язане з подальшим нерівномірним обваленням поверхні фундаменту внаслідок кристалізації в корі мантійних виплавок. На Крайовій ступені, на відміну від прогину, вертикальні зрушення по виділеним на моделі транскоровим розломам не відзначаються, що може свідчити про горизонтальну складову тектонічної діяльності в межах даної структури.

Надалі тектонічні процеси в прогині і на валу протікали схоже з пізньокіммерійською епохою але зі зниженням активності — розломи носять в основному успадкований характер, проте їх кількість поступово зменшується. При цьому на початку палеогену відбувається деяка перебудова тектонічного плану — порушення набувають нахил до центру КП. Це, вочевидь, пов'язано з більш сильним просіданням фундаменту в осьової частини прогину в порівнянні з його бортами. На цій ділянці профілю активність триває до савської фази альпійського тектогенезу включно.

На відміну від прогину і валу, в яких переважали спадні рухи, на Крайовій ступені протягом альпійської епохи тектогенезу відзначаються різноспрямовані вертикальні зрушення. У ларамійську фазу (кінець крейди — початок палеогену) відбувається здіймання поверхні вище рівня моря. В кінці піренейської фази активізуються транскорові розломи (ПК 191 і 225), вздовж яких в майкопі відбувається занурення флангів КС. В середньому неогені спадні рухи зміщуються ближче до центру цієї структури і обмежуються розломами на ПК 195 і 211, що виникли в штірійську фазу. Починаючи з плейстоцену, КС занурюється нижче поверхні моря цілком. Область найбільшого прогинання обмежують з обох сторін розломи, що проявили свою активність в волоську фазу альпійської епохи.

Волоська фаза була виділена на південному краю Передкарпатського прогину. Крайова ступінь лежить на тій же широті і має таке ж простягання (З-С). На цій же лінії розташована Альмінська западина, що, так само як і КС, зазнає в даний час спадні рухи. Виходячи з цього, можна припустити існування неотектонічного регіонального трансструктурного субширотного лінеаменту, що тягнеться уздовж 45° пн.ш. Оскільки прояви даної фази на сході Криму не зафіксовані, можна припустити, що східним замиканням цього лінеаменту є Сімферопільське підняття.

З іншого боку, прояви зазначеної фази зафіксовані в Передкавказзі [4] і по берегах Чорного і Каспійського морів [14]. Приуроченість ознак цього етапу тектогенезу до південного краю Скіфської плити може свідчити про те, що плейстоценова активізація КС була викликана процесами, що відбувалися тільки в межах СП, і не пов'язана з тектонічної діяльністю в Прикарпатті. А проявів даної фази в західній частині Індоло-Кубанського прогину просто не виявлено.

Висновки

Побудована густинна модель вздовж профілю Bs05-22 дозволила виділити окремі блоки з різними параметрами земної кори. Південний край Східно-Європейської платформи в перетині профілю ділиться на чотири ділянки докайнозойского транскоровимі розломами, по яких вертикальні зрушення сформували "клавішну" структуру консолідованої кори. Ці блоки різняться і за особливостями мезозойського осадового чохла з тенденцією зсуву центру накопичення осадів з юри до пізньої крейди на 60 км на північ. Південна межа СЄП має явно розломна характер і падає на південь під кутом близько 83°.

Південно-Українська монокліналь покриває фундамент не тільки СЄП, але і північної частини Скіфської плити. Основні структури СП, які виділяються за сейсмічними даними по підошві осадового чохла, мають чіткі відмінності і в будові кристалічної кори. Центральна частина блоку, перекритого ПУМ, характеризується максимальною потужністю складчасто-метаморфічної основи (в 2,5—5 разів більше, ніж для інших ділянок СП). Осьова частина Каркінітського прогину має характерну для рифтогенів будову — ущільнене тіло в основі кори, над яким відзначається ступінчасто-скидове просідання поверхні кристалічного фундаменту. Рифт практично односторонній — на північ від його центру зафіксовано 4 розломи, а на південь всього один. Ширина розсуву склала 6,5 км. Південний схил КП, на відміну від центральної зони, розвивався в результаті обвалення поверхні за механізмом пландж-принципу.

Границю між Каркинітським прогином і Каламітським валом за сейсмічними даними виділити практично неможливо, тоді як в густинній моделі вона чітко визначається по Сулинсько-Тарханкутському розлому. Ядром КВ служить досить потужне тіло лінзоподібної форми, густина якого відповідає значенням ρ порід таврійської серії Гірського Криму. За будовою кристалічної кори вал виявляється вужче, а Крайова ступінь ширше, ніж це прийнято вважати на основі сейсмічних даних, а між ними в моделі виділяється вузька перехідна зона.

На відміну від однозначно визначеної границі Скіфської плити з СЄП, що має розломну природу, її південна околиця в перетині профілю не має чіткого структурно-тектонічного вираження, а являє собою перехідну до ЗЧЗ зону шириною 25 км.

Моделюванням встановлено простягання "гранодіоритового" шару вглиб ЗЧЗ на 100 км.

Товщина кори в межах СЄП становить 44,0 км, на Скіфській плиті — в межах ПУМ в середньому 42,5, 37,0 км під КП і 33,0 км під КС, в Західно-Чорноморської западині — 28,7 км під верхньокрейдовим континентальним підніжжям в районі Північно-Евксінського розлому і 21,5 км на південному краю профілю.

У підібраній моделі в кристалічній корі і осадовому чохлі були виділені розломи різного порядку. Щільність тектонічних порушень на СЄП становить 0,05, на СП — 0,14 на 1,0 км. Вертикальні зрушення блоків кристалічної кори на СП досягають 5,5 км, що майже в три рази більше, ніж на південному фланзі СЄП. Більшість диз'юнктивів в перетині профілю вертикальні і мають транскорове закладення. Винятком є осьові частини КП і КВ. У першій з цих структур порушення не простежуються глибше осадового чохла, в другій — більша частина розломів приурочена до тріасової лінзи, має південне падіння і не простежується за межами кори.

Отримана в результаті моделювання будова земної кори дозволяє зробити деякі висновки щодо мезо-кайнозойської еволюції досліджуваного регіону в перетині профілю. На південному краю СЄП в пізньокіммерійську епоху тектогенезу відбулася активізація древніх розломів. У альпійську фазу ця структура в цілому була пасивною, за винятком довгоживучого розлому на ПК 0, активність якого проявляється в ларамійську фазу.

По всій Скіфській плиті спостерігаються прояви кіммерійської епохи тектогенезу: в межах валу починаючи з ранньої фази, а в прогині і на ступені — з пізньої. У періоди активізації на КП і КВ з пізньокіммерійської до савської фази альпійського тектогенезу включно процеси протікали схоже з переважанням спадних рухів. Згодом активність знижувалася — розломи носять в основному успадкований характер, але їх кількість і амплітуда поступово зменшуються. На Крайовій ступені в альпійську епоху відзначаються різноспрямовані вертикальні зрушення. У ларамійську фазу відбувається здіймання поверхні вище рівня моря. З кінця піренейської фази ця структура починає занурюватися. Область найбільшого прогинання обмежують з обох боків розломи, що проявили свою активність в волоську фазу.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Безверхов Б.Д. Тектоника мезокайнозойского осадочного чехла на северо-западе Черного моря, как основа прогнозирования нефтегазопоисковых работ (по материалам сейсморазведки): Дис. канд. геол.-мин. наук. Одесса: Одес. ун-т им. И.И.Мечникова, 1988. 205 с.
2. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, переработанное и дополненное. Т. 1. А-Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 432 с.
3. Геологический словарь. В трех томах. Т. 2. К-П. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.
4. Гиоргобиани Т.В. Условия формирования альпийской складчатой системы Большого Кавказа и характерные особенности ее структуры. *Геотектоника и геодинамика*. 2019. Т. 9. № 1. С. 43—57.
5. Гожик П.Ф., Багрій І.Д., Войцицький З.Я., Гладун В.В., Маслун Н.В., Знаменська Т.О., Аксьом С.Д., Клюшина Г.В., Іванік О.М., Клочко В.П., Мельничук П.М., Палій В.М., Цьоха О.Г. Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обгрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії. Київ: Логос, 2010. 419 с.

6. Занкевич Б.А., Шафранская Н.В. Тектоническая позиция зоны газовых факелов северо-западной части Черного моря. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2009. № 3. С. 35—54.
7. Коболев В.П. Геодинамическая модель Черноморской мегавпадины. *Геофиз. журнал*. 2003. Т. 25. № 2. С. 15—35.
8. Козленко М.В., Козленко Ю.В. Строение и развитие восточной части северо-западного шельфа Черного моря (по результатам интерпретации геофизических данных вдоль профиля II КМПВ). *Геофиз. журнал*. 2013. Т. 35. № 4. С. 63—75.
9. Козленко М.В., Козленко Ю.В. Плотностная характеристика земной коры Каркинитского прогиба как отражение истории его развития. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2016. № 1. С. 43—56.
10. Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. *Геофиз. журнал*. 2009. Т. 31. № 6. С. 77—91.
11. Милеев В.С., Вишневский Л.Е., Никишин А.М., Розанов С.Б. Формации аккреционной призмы Горного Крыма. Известия высших учебных заведений. *Геология и разведка*. 1992. № 5. С. 25—31.
12. Пинус О.В., Асеев А.А., Колосков В.Н., Хипели Р.В., Надежкин Д.В. Интерпретация структурно-тектонического строения северо-западной акватории Черного моря с целью оценки перспектив ее нефтегазоносности. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2014. Т. 9, № 1. С. 1—14.
13. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Русаков О.М., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журнал*. 2005. Т. 27, № 2. С. 195—207.
14. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое. *Вестник РАН*. 2018. Т. 88. № 1. С. 33—39.
15. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. Москва: Недра, 1985. 215 с.
16. Хаин В.Е. Киммерийская эра тектогенеза. URL: https://bigenc.ru/geology/text/2063987.
17. Чекунов А.В. Глубинное строение и геодинамика нефтегазоносных бассейнов Украины. *Геол. журнал*. 1993. № 6. С. 3—15.
18. Khriachtchevskaia O., Stovba S., Popadyuk I. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *The Leading Edge*. 2009. September. P. 1024—1029.
19. Schleder Z., Krezsek C., Turi V., Tari G., Kosi W., Fallah M. Regional Structure of the Western Black Sea Basin: Constraints from CrossSection Balancing. Petroleum Systems in "Rift" Basins. 34th Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Perkins-Rosen Research Conference 2015 Program and Abstracts OMNI Houston Westside Houston, Texas. December 13—16, 2015. P. 509—520.

Стаття надійшла 15.04.2020

M. Kozlenko, PhD (Geol.), Senior Research Scientist
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine,
32, Palladin ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: marichakoko@gmail.com
Yu. Kozlenko, PhD (Geol.), Senior Research Scientist
S.I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine,
32, Palladin ave., Kyiv, Ukraine, 03142
E-mail: marichakoko@gmail.com

THE STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE, TECTONICS AND EVOLUTION OF THE SCYTHIAN PLATE AND ADJACENT STRUCTURES IN THE SECTION OF THE BS05-22 PROFILE (ACCORDING TO 2-D DENSITY MODELING)

A density model was built along the Bs05-22 profile, which made it possible to identify individual blocks with different crustal parameters. The consolidated crust of the East European Platform (EEP) has a "key" structure. The southern boundary of the EEP is clearly fractured and falls to the south at an angle of about 83°.

The South Ukrainian monocline (SUM) covers not only the basement of the EEP but also the northern part of the Scythian Plate (SP). The central part of SP block overlapped by the SUM is characterized by the maximum capacity of the folded-metamorphic base. The axial part of the Karkinit Trough (KT) has a structure typical for riftogens. The rift is practically one-sided with a width of 6.5 km. The southern slope of the KT developed as a result of the falling of the surface by the mechanism of the planj-principle. The border between the Karkinit Trough and the Kalamitsky rise (KR) is clearly defined by the Sulinsko-Tarkhankutsk fault. The core of the KR is a sufficiently massive body of lenticular shape with a density corresponding to the Taurian series of the Mountainous Crimea. There is a narrow transition zone between KT and Edge step (ES).

The southern edge of the Scythian plate is a 25,0 km wide transition zone to West-Black Sea depression (WBSD). Modeling established the extension of the "granodiorite" layer into the WBSD for 100 km.

The crust thickness within the EEP is 44,0 km, on the Scythian plate under SUM is average 43.5 km, 37,0 km within KT and 33,0 km under ES, in the West Black Sea basin 28,7 km under the foot of the Upper Cretaceous continental slope and 21,5 km at the southern edge of the profile.

In the model chosen, the density of tectonic faults in the EEP is 0,06 and in the SP — 0,14 per 1,0 km. Vertical shifts of crystalline crust blocks at SP reach 5,5 km, which is almost three times higher than at the southern flank of the EEP. The most of disjunctions are vertical and have transcrust stretch.

The structure of the Earth's crust obtained as a result of modeling allowed us to draw some conclusions about the Meso-Cenozoic evolution of the studied region in the profile section. At the southern edge of the EEP in the Late Cimmerian tectogenesis epoch there has been a revitalization, in the Alpine phase this structure was generally passive. Activity of the Cimmerian epoch was observed throughout the Scythian plate: within the Kalmitsky rise from the early phase, and in the Karkinit Trough and on the Edge step from the late Cimmerian phase. The periods of activation on the KT and KR are traced up to the Sawa phase, and on the ES — to the Walach phase of the Alpine tectogenesis inclusive.

Keywords: *Black Sea, Scythian plate, density modeling, lithosphere structure, fracture tectonics.*